Verlauf und Gestaltung alpiner Faltenzonen in Eurasien

Von Kurt Leuchs
korresp. Mitglied der Akademie der Wissenschaften

(Vorgelegt in der Sitzung vom 23. Jänner 1947)

Die Mannigfalt der äußeren Gestaltung der Faltenzonen, ihr unregelmäßiger Verlauf, ihr An- und Abschwellen, teilweise bis zum völligen Erlöschen, die Abspaltung von Seitenästen, das Auseinandertreten vorher dicht gedrängter Faltenzonen, ihre Auflösung in ein Faltennetzwerk und andere, vom normalen Verlauf abweichende Tatsachen sollen an einigen Beispielen dargelegt werden.

Die Erörterung dieser Verhältnisse und der Versuch ihrer Erklärung kann unsere Kenntnisse über Gebirgszusammenhänge, über Verlauf von Faltenzonen, über die Entstehung von Bogenformen und damit auch über die Bedingungen, die dazu geführt haben, zu einer gesicherteren Deutung bringen.

Eigene Forschungen auf Reisen und das Studium des Schrifttums über Alpen und Südosteuropa sowie über den größten Teil von Asien gaben mir die Möglichkeit, genaueren Einblick in diese Fragen zu erhalten, zeigten mir auch, vor allem in Zentralasien, die grundsätzlich gleichen Erscheinungen in variszischen Faltenzonen.

Bei der Betrachtung des Verlaufes von Faltenzonen fällt wohl am meisten die vielfach gekrümmte und gewundene Form ihrer äußeren Umrisse auf. Bogenformen sind Kennzeichen der meisten Faltengebirge, das zeigen die Alpen, die Karpathen, der Himalaja, aber auch ältere variszische Gebirge, wie der Tianschan und Kwenlun. Die Ursache dieser Bogenbildung sind Widerstände in Form stabiler alter Massen, die ausschlaggebend sind für die gesamte Erstreckung der jeweils jüngeren Faltenzonen. Denn vor ihnen und um sie herum liegen die mobilen Räume, in denen die jüngere Faltung entsteht. Wo die älteren Bauteile noch an der Oberfläche sichtbar sind, ist diese Wechselbeziehung zwischen ihnen und den jüngeren Faltenzonen leicht

zu erkennen. Anders aber ist es, wenn sich die Gebiete früherer Entstehung infolge von Abtragung, tektonischer Senkung und Auflagerung jüngerer Sedimente der unmittelbaren Beobachtung entziehen. Das Tarimbecken in Zentralasien möge hier als Beispiel, zugleich als eines für die variszische Orogenese, dienen.

Schon vor 23 Jahren, 1924, habe ich dort eine alte Masse angenommen, die vor der variszischen Orogenese Sedimente in die Umgebung lieferte und die Ursache für die gegen die Tarimmasse konkaven Umrisse von Tianschan und Kwenlun ist, die sich bei der variszischen Orogenese bildeten.

Diese alte Masse, auf deren einstigen Bestand nur aus Verlauf und Struktur der das heutige Tarimbecken umgebenden Gebirge geschlossen wurde, ist später von Erik Norin, dem Geologen der großen Hedinexpedition, unmittelbar nachgewiesen worden durch die Entdeckung einer mächtigen Formationsreihe des Archaikums, Algonkiums und Altpaläozoikums im östlichen Tianschan, mit einer starken jungalgonkischen Vergletscherung des alten Landgebietes südlich davon im Gebiete des Lobnor, durch die Geschiebe, Moränen und Bändertone am Nordfuße dieses Landes abgelagert wurden und durch kalbende Gletscher Gesteinstrümmer in das dort sich ausdehnende Meer gelangten.

Die weitere Geschichte der Tarimmasse ist bezeichnet durch Abtragung und Senkung, dadurch ging sie allmählich aus dem aktiven in den passiven Zustand über. Schon in den Endphasen der variszischen Orogenese, stärker dann in den späteren Zeiten, trat eine völlige Umkehr der Vorgänge ein: aus den variszischen Kettengebirgen wurden Sedimente in das immer tiefer sinkende Altland verfrachtet, und das Schwinden des alten Widerlagers führte zu Überwallungen in Form von Schuppen und Überschiebungen gegen das zentrale Becken.

Im Grunde gleiches zeigt der Himalaja und sein Vorland, der indische Teil von Gondwana: Eine deutlich ausgeprägte Überwallung des Vorlandes herrscht am gesamten Außenrande, wo die jungtertiären Siwalikschichten an der sogenannten Hauptgrenzverwerfung von den älteren Schichten, in überkippter Lage vielfach, überschoben werden. Während im westlichen Himalaja, wie in jüngster Zeit Arnold Heim und Gansser feststellten, eine Reihe von Schuppenüberschiebungen vorhanden ist, läßt sich in Sikkim bis jetzt nur eine einzige größere Überschiebung erkennen, nach Heim als Deckfalte, die er als die größte der Erde bezeichnet.

Schon Loczy der Ältere hatte viel früher eine solche angenommen, später kam Dyhrenfurth zu annähernd gleichem Ergebnis, jedoch glaubte er im N, nördlich des Kanchinjunga, eine zweite

liegende Falte zu sehen. Indessen hat sich gezeigt (siehe Auden), daß diese nicht besteht, das Mesozoikum der tibetischen Zone liegt dort normal auf den Gneisen des Kanchmassives ebenso wie am Tschomo lungma.

Ich will hier nicht auf Einzelheiten eingehen, für jetzt ist wesentlich nur das eine, daß nämlich die alten Gondwanagesteine, die phyllitischen Dalingschichten, weit nach Norden im Tistatal unter den Gneisen zu Tage kommen. Sind diese Gneise älter als die Dalingschichten, dann besteht die Überfaltung zu Recht, sind sie aber jünger — und manche Anzeichen könnten dafür sprechen! —, dann ist auch in Sikkim der Vorschub gegen Gondwana nicht übermäßig groß. Wie dem aber auch sei, bestehen bleibt die Überwältigung des Vorlandes, des alten indischen Gondwana, durch die Außenzonen des Himalaja. So ergibt sich grundsätzlich das gleiche wie am Außenrande der Alpen mit seiner Bewegung gegen das mit der Molasse erfüllte helvetische, vindelizische und böhmische Vorland.

Während in den Alpen durch den starken Zusammenschub die einzelnen, unter sich sehr verschiedenartigen Faltenzonen eng neben- und übereinander liegen, erfolgt an ihrem Ostende weites Auseinandertreten und damit die Trennung von alpin-karpathischem und dinarischem Zweig. In Südosteuropa steigert sich das noch, dort treten im dinarischen Zweig, aber auch zwischen ihm und dem karpathisch-balkanischen Zweig alte Massen in größerer Zahl auf.

Mit großer Klarheit zeigt sich der Bestand alter Massen und die dadurch erzwungene Zerlegung des gesamten alpinen Faltungsbereiches in Anatolien. 1943 habe ich das ausführlich dargelegt, so daß ich mich diesbezüglich heute sehr kurz fassen kann. Ich verweise nur auf die in jener Arbeit enthaltene Kartenskizze, die zeigt, wie sich einzelne Faltenstränge von den Hauptzonen ablösen, zwischen den alten Kerngebieten hindurchziehen und sich nachher wieder vereinigen.

Auflösung dicht gedrängter, im großen parallel verlaufender Faltenzonen in einzelne getrennte Teilzonen, die nach Aufbau und tektonischer Gestaltung aber deren Fortsetzung bilden, wenn auch in mehr oder weniger verringerter Ausdehnung, ist ebenfalls häufig zu beobachten. Westturkestan und Turan liefern hierfür gute Beispiele. Im westlichen Tianschan und in den Ketten des Pamirgebietes, auch im Hindukusch, ist solche Auflösung stark entwickelt. Der vom Hindukusch sich ablösende Kopetdagh und seine Fortsetzung im Kleinen und Großen Balchan bildet das Zwischenstück zwischen östlichem Hindukusch und Kaukasus, in

dem, westlich der Einbruchszone des Kaspi, die im Zwischenstück stark verringerte Faltenzone von neuem große Breite und mächtige Entwicklung erreicht. Sie setzt sich fort in dem Küstengebirge der Krim und klingt dann vollständig aus.

Ein weiteres Beispiel bilden die schwachen Faltenzonen, die vom Kopetdagh nach NW abzweigend im Südteil von Ust-urt und auf der Halbinsel Mangyschlak, hier den Aktau und Karatau bildend, das Ostufer des Kaspi erreichen und auf dessen Westseite in den Ammodezischen Falten ausklingen.

Auch am Alpenrande treten analoge Erscheinungen auf. Durch die Gesamtheit der an ihrem Aufbau beteiligten Orogenesen ist ihre im einzelnen sehr verschiedenartige Baugeschichte und Baustruktur entstanden. Erst die letzte große Orogenese der Kreide- und Tertiärzeit hat die enge Verschweißung der verschiedenen Teilgebiete vollendet. Jedoch zeigt sich schon in dem jetzt zusammenhängenden Gebirgslande, noch viel mehr aber mit der Annäherung an die großen Bruchzonen am Ostende eine Auflösung in Faltenzonen, die sich teilweise sehr weit voneinander entfernen.

Das durch die pannonische alte Masse erzwungene Auseinandertreten der nördlichen und südlichen alpinen Zonen und ihre Fortsetzung in Karpathen und Dinariden ist eine seit langer Zeit allgemein angenommene Vorstellung. Dabei soll zunächst die Möglichkeit, die Dinariden als ursprünglich selbständige Faltenzonen aufzufassen, die erst spät mit den Alpen verschweißt wurden, außer Betracht bleiben.

Durch die Senkungen, die zur Entstehung des inneralpinen Wiener Beckens führten, ist die Fortsetzung der Nördlichen Kalkalpen in die Karpathen teilweise unterbrochen. Einzelne Aufragungen von Gesteinen der Flyschzone, der Klippenzone und der kalkalpinen Zone beweisen aber den früheren Zusammenhang.

Die Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge als Fortsetzung der kristallinen Zone des Leithagebirges und dieses als Fortsetzung des Rosaliengebirges, bestätigt auch durch die geophysikalisch sowie durch Bohrungen nachgewiesene Grundgebirgsschwelle zwischen diesen beiden Gebirgen, sind weitere, Alpen und Karpathen verbindende Zwischenstücke, die vom Nordteil der alpinen zur karpathischen Zentralzone überleiten.

Weiter südlich erhebt sich im Bakonywald eine dritte Faltenzone mit einer größten Breite von 40 km, setzt sich fort im Vertesgebirge, im Pilisgebirge und den Budaer Bergen und weiter jenseits der Donau bis in das Bükkgebirge.

Schon 1869 hat Franz von Hauer dieses „ungarische Mittelgebirge“ als eine Verbindungszone zwischen Süd-

lichen Kalkalpen und Karpathen bezeichnet, und 1941 hat Schaffer die gleiche Auffassung vertreten, die auch von anderen österreichischen und von ungarischen Geologen, wie Pavaj-Vaina und Ludwig von Loczy, angenommen wurde.

Dafür spricht vor allem die im wesentlichen südalpine Fazies der unteren und mittleren Trias im Bakonywald. Daß die Obertrias von der karnischen Stufe an nordalpine Fazies hat, kann nicht als Gegenbeweis gelten, denn auch in den Südalpen (Lienzer Dolomiten z. B.) ist infolge gleichartiger Sedimentationsbedingungen nordalpine Fazies teilweise entwickelt.

Die Bedeutung älterer Schwellenzonen ist auch für den Bau der Südalpen mehr und mehr erkannt worden. So kam Winkler-Hermaden 1927 zu dem Ergebnis, daß die östlichen Südalpen in ihrer geosynklinalen Anlage als eine vom dinarischen Ablagerungsbereich selbständige, ostwestliche Tiefenrinne ausgebildet waren, die von den Dinariden durch einen O—W verlaufenden Saum insularer Erhebungen und submariner Schwellen, wenn auch nur unvollkommen, abgeschnürt war. Und auch Winkler-Hermaden nahm im Bakonywald und im Untergrunde der ungarischen Ebene nördlich der Insel von Fünfkirchen die nordöstliche Fortsetzung des südalpinen Ablagerungsbereiches an.

Deutlicher als im Alpenbereich selbst sind Schwellenzonen bzw. Reste alter Massen in den Gebieten zu erkennen, in denen die Fortsetzungen oder Ausläufer alpiner Zonen in einzelne, voneinander weitentfernte Teile getrennt sind.

Das zeigt sich am Ostrande der Alpen mit großer Klarheit. Mit dem Untertauchen des Bachergebirges verschwindet das Widerlager älterer Entstehung, das den südalpinen Faltenzonen die OSO-Richtung vorgeschrieben hat. Eine Beugung im Streichen tritt ein, und die heute nur lückenhaft sichtbare Fortsetzung der südalpinen Zonen streicht nach NO weiter, ist im Drau- und Murgebiet durch die dort stärkere Senkung gänzlich verschwunden, taucht aber im Bakonywald wieder auf und setzt sich im gesamten ungarischen Mittelgebirge mit gleichbleibender NO-Richtung fort.

Damit verläuft es parallel zu Leithagebirge und Kleinen Karpathen und annähernd auch zu den äußeren Zonen.

An sich nicht von besonderer Bedeutung, jedoch immerhin bemerkenswert ist dabei die Tatsache, daß die Entfernung vom Balatonsee bis zum NW-Rande des Wiener Waldes annähernd gleich ist der Breite der Alpen in einer über Graz und Bachergebirge verlaufenden N—S-Linie. Die gesamte zentralalpine Zone könnte sich zwischen Bakonywald und Leithagebirge ohne wesentliche Verschmälerung fortsetzen.

Da sie jedoch am Ostende der Alpen infolge der gewaltigen Senkungen größtenteils verschwindet und da in den Karpathen teilweise anders beschaffene Kernzonen auftreten, ist anzunehmen, daß die ostalpine Zentralzone nicht nur infolge der jungen Abbrüche, sondern auch durch ursprüngliche Erniedrigung und Einwalmung ihre für die Alpen beherrschende Rolle verloren hat.

Denn gleichwie in den jungen Faltenzonen häufiges Erlahmen der Faltungsstärke in der Streichrichtung, damit verbunden Einwalmung und Ausklingen vorhanden ist, sind auch ältere Faltenzonen von solchem Wechsel beherrscht, und zwar meist in viel höherem Maße.

An Stelle ursprünglich entstandener, weithin geschlossen sich erstreckender Faltengebirge hat sich im Laufe der Zeiten eine Zerteilung und Auflösung in einzelne getrennte Gebiete vollzogen. Von den alten Faltenzonen sind nur noch, oder wieder, Teilgebiete an der Oberfläche sichtbar, die Zwischenstücke sind, teils wegen ursprünglicher Einwalmung, teils durch spätere Senkung verschwunden.

Das gilt in besonders hohem Ausmaß auch für das Gebiet der ungarischen Tiefebene. Die alte pannonische Masse war — vorausgesetzt, daß sie überhaupt jemals als einheitliche Masse bestanden hat — schon gegen Ende des Paläozoikums in Teilmassen zerlegt. L. v. Loczy der Jüngere hat vor einigen Jahren diese Teilmassen in einer Übersichtskarte ausgeschieden und gezeigt, daß zwischen ihnen Senkenzonen lagen, in denen sich paläo- und mesozoische Sedimente ablagerten.

Aus ihnen sind später Faltenzonen entstanden, während die Teilmassen durch dauernde Senkung allmählich verschwanden.

Im Tertiär hatte sich völlige Umkehr der gegenseitigen Beziehungen herausgebildet: zuerst lieferten die alten Massen Sedimente in Zwischen- und Randsenken, seitdem geht die Stoffzufuhr von ihnen in die dauernd weiter absinkenden Gebiete, in denen allein die pannonischen Sedimente stellenweise 2,5 km Mächtigkeit erreichen.

So trennt das ungarische Mittelgebirge die von Loczy Kisalföld-Massiv benannte Teilmasse von der des pannonischen Massivs (im engeren Sinn) und dem Alföldmassiv als seiner Fortsetzung östlich der Donau.

Die Ausläufer der südlichen Kalkalpen, südlich des Bacher, von karbonischen und triassischen Schichten aufgebaut, bilden das Weitensteiner Gebirge, treten östlich davon wieder auf im Hügellande des Wotsch und sind im Matzelgebirge bis auf einen kleinen Rest bei Schiltern von Tertiär verdeckt.

Weiter nach Ost reicht ein südlicherer Streifen: Rudenza und Ivanšcica, W—O streichend mit Karbon und Mitteltrias im Westteil, mit Karbon und Obertrias, dazu viel Ergußgesteinen im Ostteil. Auch nördlich der Ivanšcica und schon östlich des Matzelgebirges kommt noch Trias zutage, mit dem äußersten Vorkommen bei Vinica, 7 km südlich Friedau an der Drau.

Erst im Agramer Gebirge treten mit NO-Richtung ältere Formationen auf mit Devon und Unterkarbon sowie Phylliten und metamorphen Dioriten. Mitteltrias liegt am SW- und NO-Ende, jüngere Schichten, mit Oberkreide beginnend, überlagern teilweise die älteren. So ist hier ein Rest eines älteren Baues vorhanden, der, zeitweise, die südöstliche Randschwelle der Geosynklinale gebildet hat, die sich vom Kalkalpengebiet zu dem des Bakonywaldes erstreckte. Im Kalnikergebirge nordöstlich davon zeigt sich gleiches, seine Kernzone besteht aus NO streichenden kristallinen Schiefern der Mesozone. Die an seinem SO-Rande auftretende Obertrias ist wieder, wie schon im Agramer Gebirge, Beweis dafür, daß die Schwelle in der Tertiärzeit nur noch teil- und zeitweise ein Hindernis für die Ausbreitung des Meeres gebildet hat.

Die nordöstliche Fortsetzung dieser Schwelle liegt im Gebiete des Balatonsees und südlich davon. Dort treten im Balatongebirge, dem NO-Teil des Berglandes, unter dem permischen Sandstein tektonisch bearbeitete phyllitische Tonschiefer und Phyllite auf, gangartig durchsetzt von verschiefertem Diabasporphyr und Ophicalcit, von Quarzporphyr und Granit. Auch im Untergrund des Sees stehen die Phyllite an. Nach v. Loczy dem Älteren und Graf Teleki sind das paläozoische Gesteine, deren Umbildung durch die variszische Orogenese erfolgte.

Dieser Nordwestrand des pannonischen Massivs (im Sinne von Loczy d. J.) kommt wieder zum Vorschein im Gebiete von Velencze, wo neben Granit außer Trias und Perm devonische Schichten anstehen.

Südöstlich des Agramer und Kalniker Gebirges liegen zwischen Drau und Save die slawonischen Gebirgsinseln, die vorwiegend aus sehr alten Gesteinen: Gneisen, Graniten, Phylliten bestehen. Das sind die letzten sichtbaren Reste der alten Masse, die sich an die Randzone anschließt (kroatisches Massiv Loczys), des früher sog. orientalischen Festlandes, und bildet das Gegenstück zum Bacher.

Im Bakonywald herrscht Bewegung gegen SO, kenntlich durch NW fallende Schubflächen und Überschiebungen bis zu 5 km Schubweite. Diese bei der alpidischen Orogenese entstandene Bewegung

ist ermöglicht durch vorangegangene Senkung der alten Masse. Nur im Mecsekgebirge bei Fünfkirchen ist Unterkarbon und Granit sichtbar, überlagert von Mitteltrias und Jura, und bei Villany ist nur Mittel- und Obertrias vorhanden. Ob hier Reste einer weiteren, von den Alpen ausgehenden Teilzone vorliegen, ist nicht sicher zu entscheiden.

So zeigt das ungarische Mittelgebirge enge Verwandtschaft seiner jungpaläozoisch-mesozoischen Schichtreihe mit der in den südlichen Kalkalpen und erweist sich nach Lage und Erstreckung als Verbindungsglied zwischen diesen und den südlichen Karpathen. Es steht somit in einer Reihe mit den anderen Verbindungsgliedern, dem Leithagebirge, der Klippen- und Flyschzone.

Orographisch und tektonisch hat das ungarische Mittelgebirge NO-Richtung und verläuft damit parallel zu Leithagebirge—Kleine Karpathen. In diesen tritt eine geringe Schwenkung in NNO-Richtung ein. Damit parallel verlaufen auch die zwischen ihnen und der böhmischen Masse liegenden Fortsetzungen alpiner Zonen, die weitere Verbindungsstücke zwischen Alpen und Karpathen darstellen.

Das ist eine seit langer Zeit bekannte Tatsache, die auch durch die Ergebnisse der Erdölforschungen im inneralpinen Wiener Becken durchaus bestätigt wurde. Diesbezüglich konnte Janoschek 1943 feststellen: Das Becken liegt zur Gänze auf alpin-karpathischem Boden, sämtliche alpinen (das heißt nordalpinen) Zonen streichen unter dem Becken durch und haben in den Karpathen ihre Fortsetzung, in der Zeit des älteren Miozäns (Burdigal) waren Alpen und Karpathen noch ein zusammenhängendes Gebirge, an dessen Nord- und Nordwestsaum das Meer des Alpenvorlandes brandete.

Das Umschwenken der Faltenzonen der Nordalpen aus der O- in die NO-Richtung beginnt schon westlich St. Pölten, östlich der am weitesten nach Süd reichenden Erstreckung der böhmischen Masse, und geht dann, entsprechend dem nach NNO zurückweichenden stabilen Rande dieser Masse, in NNO-Richtung, weiter im Norden wieder in NO-Richtung über.

Dergestalt wird der gesamte mobile, das heißt der für die alpine Orogenese verfügbare Raum von ihr eingenommen und tektonisch durchgearbeitet. Hier tritt mit völliger Klarheit der Einfluß alter Kerngebiete auf Verlauf und Gestaltung jüngerer Faltenzonen hervor. So ist es ohne weiteres verständlich, daß sich in diesem Raume zwischen den heutigen Alpen und Karpathen im wesentlichen auch die gleichen tektonischen

Strukturen ausbildeten wie in den angrenzenden gleichalten Faltungsräumen.

In ihnen ist eine der auffallendsten und verbreitetsten Druckwirkungen die zumeist als Überschiebung ausgebildete Bewegung gegen außen. Sie geht gegen Norden dort, wo die Falten W—O streichen, gegen NW und WNW dort, wo die Faltenzonen in NO- und NNO-Richtung umschwenken.

Es fällt deshalb in keiner Weise aus dem Rahmen dieser allgemein verbreiteten, in den meisten Faltengebirgen vorherrschenden Bewegungsform heraus, wenn in dem alpin-karpathischen Zwischenstück zwischen Donau und Thaya die Randzone Überschiebung gegen West zeigt. Daraus aber auf einen O—W-Schub zu schließen, der genetisch gleichzusetzen wäre mit den in den Ostalpen weitverbreiteten Schüben gleicher Richtung, dürfte nicht zulässig sein. Denn diese O—W-Bewegungen sind deutlich unterschieden von der am ganzen Außenrande der Ostalpen und Karpathen bald schwächer, bald stärker ausgebildeten, gegen das Vorland gerichteten Bewegung. Sie kann im einzelnen zeitlich verschieden sein, ist aber insgesamt auf die gleiche Ursache zurückzuführen, die zu derartiger Überfahrung der Vorländer führte. Ebensowenig kann aus dem tektonischen Bau und aus der faziellen Entwicklung der Schichten des Verbindungsstückes zwischen Alpen und Karpathen eine bis vor der steirischen Phase im Mittelmiozän bestehende Trennung beider Gebirge abgeleitet werden.

Es wurde schon betont, daß im Untermiozän noch ein zusammenhängendes Gebirge bestand, wie aus der durch Bohrungen bekannten Beschaffenheit des seitdem tief gesenkten Untergrundes des Wiener Beckens hervorgeht. Auch die tektonischen Strukturen des Verbindungsstückes sind im wesentlichen die gleichen wie in den entsprechenden Teilen der Alpen und Karpathen.

Ferner ergibt sich aus der durch Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen jetzt weitgehend bekannten Art der Tektonik im Wiener Becken die alte Anlage als alpinkarpathisch mit Wölbungen und Senken in NNO-Richtung. Eng davon abhängig sind auch die jüngsten Bewegungsvorgänge: die großen Bruchlinien haben gleiche Streichrichtung, an ihnen als typischen Zerrungsbrüchen sind starke Senkungen vor sich gegangen, die im Schrattenbergbruch 600—800 m, im Steinbergbruch 2000 m Sprunghöhe erreichen und eine gegen Osten zunehmende Senkung des Beckenuntergrundes zeigen.

Es besteht auch enger stratigraphischer Zusammenhang. Für die Klippenzone hat das besonders Trauth schon 1921 nach-

gewiesen, ebenso wie er den Verlauf des nördlichen Küstensaumes der alpin-karpathischen Geosynklinale während der Jurazeit und später im Bereich der östlichen Alpen und westlichen Karpathen als einheitlich feststellen konnte. 1936 nahm Trauth ebenso wie Tercier eine Fortsetzung der Flyschzone des Wiener Waldes über Waschberg-Rohrwaldzug und die Pollauer Berge zum subbeskidischen Flysch der Karpathen an. Andere Geologen kamen zu gleichen Ergebnissen. So hat 1920 Petrascheck die Juraklippen zwischen Donau und Thaya den karpathischen Klippen gleichgestellt und sie als vom Untergrund abgeschürfte Scherlinge bezeichnet, die erst zur Zeit der alttertiären Faltungen an ihren heutigen Ort verschleppt wurden, und nach Glässner 1931 bildet diese äußere Klippenzone die Fortsetzung der subbeskidischen Decke der Karpathen, die zwischen Donau und Thaya nur einen geringen O—W-Schub erlitten hat.

Das ist aber der für die gesamte Klippenzone bezeichnende, gegen das Vorland gerichtete Schub, der von den Lagebeziehungen zwischen dem mobilen Faltungsraume und dem stabilen älteren Vorlande abhängig ist.

Demgemäß ist auch das Umschwenken aus der alpinen in die karpathische Richtung mit allen ihren im einzelnen verschiedenartigen Strukturformen nicht das Ergebnis eines aus dem allgemeinen Rahmen herausfallenden O—W-Schubes, wie er sich in den Ostalpen vielfach als ein zu den gegen das Vorland gerichteten Schüben querverlaufender Schub jüngerer Entstehung erwiesen hat.

Das von Tauber entworfene Schema der Bildung der alpin-karpathischen Abbiegung, wonach Alpen und Karpathen, beide W—O streichend, aber in verschiedener geographischer Breite, durch das ebenfalls in dieser Richtung streichende Zwischenstück getrennt waren und dieses erst in der steirischen Phase durch O—W-Schub zu dem „Verbindungsgebirge“ wurde, muß deshalb abgelehnt werden.

Die konsequente Weiterführung der in diesem Schema gegebenen Auffassung würde auch unmögliche Folgerungen nach sich ziehen. Denn, wie schon gezeigt wurde, besteht bei der alpinen Zentralzone und der südlichen Kalkalpenzone im wesentlichen die gleiche Art der Abbiegung. Damit erweist sich aber dieses Umschwenken der Faltenzonen als notwendige Folge der zur Zeit der Faltungen vorhandenen Gegebenheiten und kann nicht auf einen späteren quer zur Hauptbewegungsrichtung erfolgten Schub zurückgeführt werden.

Demnach gelten auch für das Übergangsgebiet von

Alpen zu Karpathen die gleichen Gestaltungsgesetze wie für die anderen Abschnitte dieser Gebirge und wie bei der weitaus überwiegenden Zahl, wahrscheinlich sogar wie bei der Gesamtheit aller Faltenzonen alpiner und älterer Entstehung.

Für die Mehrzahl der alpinen Hauptzonen läßt sich somit ihre nur durch Brüche und Senkungen teilweise unterbrochene Fortsetzung in die Karpathen nachweisen. Die alte Annahme eines vor der Bildung dieser Störungen bestehenden ununterbrochenen Zusammenhanges beider Gebirgsländer bleibt nach wie vor richtig.

Wenn sich aber Teilzonen der südlichen Kalkalpen in die Karpathen fortsetzen, drängt sich sofort die Frage auf: Wie verhalten sich die dinarischen Faltenzonen zu den Südalpen? Sind sie eine Fortsetzung anderer Teilzonen der südlichen Kalkalpen oder sind sie ein gegenüber den Alpen ursprünglich selbständiges Gebirge, das erst im Verlaufe der allgemeinen Entwicklung, besser gesagt Verwicklung, mit den Alpen verschweißt wurde?

Es fehlt mir der Raum, alle darüber schon geäußerten, in zahlreichen Abhandlungen niedergelegten Ansichten hier darzulegen. So muß ich mich darauf beschränken, nur meinen Standpunkt kurz zu skizzieren, wie er durch eigene Untersuchungen zusammen mit denen von Kossmat, Winkler-Hermaden, Cornelius, Schwinner u. a. gewonnen wurde.

Wenn auch nicht alle diese Forscher zu gleichen Ergebnissen gelangt sind, so ist doch, vor allem durch Kossmat und Winkler-Hermaden, die Annahme einer relativen Selbständigkeit der Dinariden gegenüber den Alpen sehr wahrscheinlich geworden. Der Bestand von Schwellenzonen und Inselreihen im südalpinen Gebiete während des Mesozoikums sowie der alte Grundgebirgsrücken, der die Unterlage der karnischen Alpen bildet und in seiner Richtung von der allgemeinen Richtung der nördlicheren Zonen mehr oder weniger stark abweicht, gewisse Faziesunterschiede zwischen nördlichen und südlichen Teilen der östlichen Südalpen, endlich die Knickungserscheinungen im SO, alle diese Tatsachen zeigen, daß die südlichen Kalkalpen nicht aus einem einheitlichen Bildungsraum stammen. Vielmehr ist erst durch die starken Orogenesen des Jungmesozoikums und Tertiärs die Verschmelzung dieser im einzelnen verschiedenartigen Raumfüllungen entstanden.

Auch die Dinariden sind aber ein Teil des gewaltigen alpidischen Faltenstranges und in ihrer Ge-

staltung nicht grundsätzlich wesensverschieden von seinen anderen Teilgebieten. Die Dinariden sind deshalb von den Alpen nicht scharf zu trennen, vielmehr scheint mir, nach dem derzeitigen Stande der Erkenntnis, die Annahme einer Fortsetzung dinarischer Elemente in den südalpinen Bereich die beste Lösung dieses alten Problems zu sein.

Wie groß der Anteil dinarischer Elemente am Bau der Südalpen ist, ob es nur eine heute verhältnismäßig schmale Außenzone ist oder ob die gesamten südlichen Kalkalpen auf Grund ihrer Stellung gegenüber dem adriatischen Vorlande als dinarisch bezeichnet werden können, ist eine noch ungelöste Frage.

Sicher jedoch ist die im vorhergehenden dargelegte Fortsetzung eines nördlichen Teiles der Südalpen in das ungarische Mittelgebirge. Und daraus ergibt sich auch für die Südalpen in ihrem Ostteil eine Zerlegung in Teilzonen, ein Auseinandertreten in zwei Äste verschiedener Breitenentwicklung, verschieden starker tektonischer Wirkungen und demzufolge auch verschiedener orographischer Gestaltung.

Die Räume für diese Fortsetzungen sind, ebenso wie bei den früher dargelegten Fällen, vorausbestimmt durch die geologische Vorgeschichte. So zeigt sich auch hier wieder die Abhängigkeit jüngerer Gestaltung von der älteren. Dadurch ergibt sich, wahrscheinlich bei den meisten solcher Auflösungen von zusammenhängenden breiten Faltenzonen in einzelne Teilzonen, im gesamten Überblick die Tatsache, daß die jüngeren Faltungen vorwiegend in den jeweils dafür verfügbaren mobilen Räumen erfolgen. Mit anderen Worten: Im Kampf um den Raum wirken sich die orogenen Kräfte am stärksten dort aus, wo die besten Möglichkeiten dafür bestehen. So erhalten wir eine Erklärung für den mannigfachen Verlauf und die wechselnde Gestaltung der alpinen Faltenzonen.

Ich konnte davon nur einige Beispiele bringen. Jedoch glaube ich, daß sie geeignet sind, von diesen Zonenteilungen und -verflechtungen ein einigermaßen anschauliches Bild zu geben und damit beizutragen, die Ursachen für den Wechsel in Gestaltung und Verlauf alpiner Faltenzonen immer klarer zu erkennen.

Literatur.

Auden, I. B., Traverses in the Himalaya. Records Geol. Survey India 69, 1935.

Cornelius, H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckentheorie. Z. D. Geol. Ges. 92, 1940.

Dyhrenfurth, G., Himalaja. Unsere Expedition 1930. Berlin 1932.

Glaessner, M. F., Geol. Studien in der äußeren Klippenzone. Jb. Öst. Geol. Bundesanstalt 81, 1931.
Hauer, Fr., Geol. Übersichtskarte der öst.-ung. Monarchie. Jb. Öst. Geol. Reichsanstalt 19, 1869, 20, 1870.
Heim, Arn. u. Gansser, A., Central Himalaya. Geol. Observations of the Swiss Exped. 1936. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 73, 1939.
Janoschek, R., Das inneralpine Wiener Becken. In Schaffer u. a.: „Geol. d. Ostmark". Wien 1943.
Kossmat, Fr., Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Wiener Geol. Ges. 1913.
Leuchs K., Beiträge zur Entstehungsgeschichte von Asien. Centralbl. f. Min. etc. 1924.
Geologie von Asien 1. In: „Geologie der Erde". Berlin 1937.
Der Bauplan von Anatolien. N. Jb. Min. etc., Monatshefte Abt. B, 1943.
Loczy d. Ältere, Die geol. Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Wien 1916.
— Beobachtungen im östlichen Himalaja. Földrajzi Közlemenyek 35, 1907.
Loczy der Jüngere, Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpathischen Beckensystems. Z. Bulg. Geol. Ges. 11, 1939.
Norin, E., Geologic reconnaissances in the Chinese Tien-Shan. Reports Scientific Exped. of Sven Hedin 3, 6. Stockholm 1941.
Pavaj-Vaina, F., Bericht über die geol. Aufnahmen 1937 in der Umgebung von Budapest. Jb. Ung. Geol. Anstalt 1936—1938.
Petrascheck, W., Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jb. Öst. Geol. Bundesanstalt 73, 1920.
Schaffer, Fr. X., Lehrbuch der Geologie. 3. Teil: Geol. Länderkunde. Wien 1941.
Schwinner, R., Die ältesten Baupläne in den Ostalpen. Z. D. Geol. Ges. 81. 1929.
Tauber, A. F., Der miozäne O-W-Schub im Raum der alpin-karpathischen Abbiegung. Sitzungsberichte der Akademie d. Wiss. Wien, math.-naturw. Klasse 1943.
Teleki, G., Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Felsöörs im Balatongebirge. Jb. Ung. Geol. Anst. 1936—1938.
Tercier, J., Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. Ecl. Geol. Helv. 29. 1936.
Trauth, F., Über die Stellung der Pieninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Wiener Geol. Ges. 1921.
— Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. Wiener Geol. Ges. 1936.
Winkler-Hermaden, A., Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. Jb. Öst. Geol. Bundesanstalt 78, 1927.
Neuere Forschungen über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. Geol. Rundschau 27, 1936.